

II.1.8. Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal)

F. Noronha¹, M. A. Ribeiro², A. Almeida³, A. Dória⁴, A. Guedes⁵,
A. Lima⁶, H. C. Martins⁷; H. Sant’Ovaia⁸, P. Nogueira⁹, T. Martins¹⁰,
R. Ramos¹¹, R. Vieira¹²

¹ Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – fmnoronh@fc.up.pt

² Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – maribeir@fc.up.pt

³ Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. do Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – aalmeida@fc.up.pt

⁴ Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – adoria@fc.up.pt

⁵ Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – aguedes@fc.up.pt

⁶ Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – allima@fc.up.pt

⁷ Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – hbrites@fc.up.pt

⁸ Dep. Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (Fac. Ciências/Univ. Porto); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – hsantov@fc.up.pt

⁹ Dep. Geociências (Escola Ciência e Tecnologia/Univ. Évora); Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – pnogas@gmail.com

¹⁰ Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – tmartinsgeo@gmail.com

¹¹ Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – rramos@fc.up.pt

¹² Centro de Geologia da Universidade do Porto e Grupo de Investigação em Metalogenia e Fluidos (GIMEF) – romeu.vieira@fc.up.pt

1. Introdução

Antes da década de setenta do século passado a génese da grande maioria dos jazigos metálicos era interpretada como ligada ou dependente de processos magmáticos. Ou seja a génese das concentrações era interpretada como resultante da cristalização directa de um magma e/ou de fluidos hidrotermais também eles derivados de processos de diferenciação magmática (fluidos magmáticos). Hoje está estabelecido que outros processos, além dos puramente magmáticos, podem ser responsáveis pela formação de jazigos endógenos ou hipogénicos.

As causas principais para a deposição dos minérios são mecanismos de precipitação que não são só devidos a simples diminuição de temperatura (T) e pressão (P). A miscibilidade e imiscibilidade de fluidos e as reacções químicas entre fluidos e rochas têm papel importante.

Em geral, os processos magmáticos e hidrotermais, associados à instalação de intrusões magmáticas, são distintos, mesmo quando ocorrem no mesmo local. A transição entre a etapa magmática e a etapa hidrotermal é classicamente considerada como descontínua e a sua sucessão desempenha um papel essencial na concentração de elementos tais como o W, Sn, Li, Cu, Au e Mo.

As fontes das soluções a partir das quais se formam os jazigos hidrotermais podem ser tão variadas como o são as águas naturais actuais, isto é, a origem dos fluidos hidrotermais (*s.l.*) pode ser muito distinta.

Pretendemos, com esta contribuição, dar uma achega acerca do encadeamento de processos que condicionaram a génese de jazigos ligados a granitos e em particular os jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos usando como exemplo o norte de Portugal.

2. Mineralizações Variscas em contexto granítico

Se excluirmos as concentrações estratiformes e exalativo-sedimentares de idade Paleozóica, a maioria das concentrações de minérios metálicos está relacionada com granitos (Schermerhorn, 1981).

As mineralizações de Sn, W, Au e Li no norte de Portugal ocorrem quase exclusivamente controladas por estruturas regionais variscas e em estreita relação espacial com granitos variscos.

2.1. Geologia

Os jazigos de Sn e W distribuem-se pela Zona Centro Ibérica (ZCI) e Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) e definem a chamada «Província metalogenética estano-tungsti-

fera Ibérica» (Neiva, 1944) que por sua vez pertence à «Província setentrional» (Thadeu, 1965).

As mineralizações ocorrem onde se verifica a presença de granitos que intruem séries marinhas espessas, cuja idade vai do Precâmbrico Superior ao Silúrico-Devónico (Neiva, 1944; Thadeu, 1973, 1977). O binário granito-metassedimentos é indispensável à existência de jazigos. Porém devem realçar-se outros factos que parecem ser comuns aos sectores de maior ocorrência de jazigos, nomeadamente as séries metassedimentares conterem níveis de vulcanitos, de rochas calcossilicatadas e mais raramente de calcários (Thadeu, 1977).

As ZCI e ZGTM, são as zonas geotectónicas em que existem mais jazigos de Sn e W e também onde há mais granitos, pelo que a ligação das mineralizações com os granitos variscos é um facto indubitável.

A ZGTM e a ZCI devem a sua estruturação à Orogenia Varisca, numa sucessão de três fases de deformação: D_1 , D_2 e D_3 (Ribeiro, 1974; Noronha *et al.*, 1979, Dias & Ribeiro, 1995). A primeira fase gera dobras com orientações e vergências diferentes, consoante se trate de terrenos alóctones, parautoctones ou autóctones, mas com uma orientação predominante NW-SE, com plano axial vertical no autóctone e vergentes no parautoctone. A fase D_2 , representada sobretudo no alóctone e no parautoctone, decorre da fase D_1 com relativa proximidade de estilo e de cronologia acentuando-se a vergência para SE, com formação de dobras deitadas de flanco inverso muito curto. A fase D_3 abrangeu todos os terrenos autóctones, parautoctones e alóctones de modo idêntico, originando dobramento largo e de pequena amplitude, de plano axial vertical. A penetratividade da foliação associada ao dobramento D_3 depende fundamentalmente da tipologia e orientação das anisotropias e foliações prévias. Simultaneamente com o dobramento da fase D_3 desenvolveram-se zonas de cisalhamento dúctil, verticais.

A ZGTM tem como característica mais marcante a sobreposição de unidades estruturais (mantos ou escamas), separadas por carreamentos (Arenas *et al.*, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990). Estas unidades têm carácter alóctone e parautoctone, apresentando cada uma delas individualidade estratigráfica, estrutural e/ou metamórfica. O limite da ZGTM é marcado por um carreamento maior, que sobrepõe todas as unidades nela englobadas (unidades alóctones e parautoctones) às unidades autóctones (Domínio do Douro Inferior) da Zona Centro Ibérica (ZCI) (Fig. 1).

No período tardi- e pós- D_3 ocorreu deformação dúctil-frágil e frágil e na sua dependência desenvolveram-se sistemas conjugados de fracturas: o principal com direcção NNE-SSW e o conjugado com direcção NNW-SSE.

Uma das características marcantes da ZCI e da ZGTM é a existência de importante magmatismo sinorogénico, em paralelo com zonas de médio a alto grau metamórfico (Martinez *et al.*, 1988; Ugidos, 1990). Este paralelismo e simultaneidade de processos magmáticos e metamórficos são significativos de que magmas graníticos tiveram um papel importante

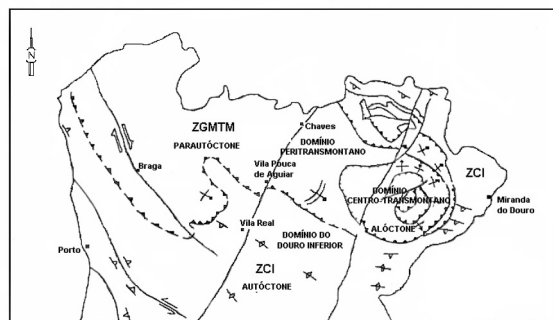


Figura 1. Unidades alóctones, autóctones e parautóctones e respectivos domínios estruturais do norte de Portugal (Ribeiro, *et al.*, 1990, modificado).

na evolução térmica do orógeno na ZCI e na ZGMTM. Embora não existam diferenças significativas no metamorfismo das duas zonas (Dallmeyer *et al.*, 1997; Ábalos *et al.*, 2002) a intensidade da deformação tangencial D_2 na ZGMTM, é responsável por uma evolução tectonometamórfica particular. Nas diferentes unidades tectónicas da ZGMTM verificam-se distintas relações entre a blastese e a deformação, nomeadamente por diferente cronologia relativamente à foliação principal (Ribeiro *et al.*, 1996).

A evolução tectonometamórfica do NW do Maciço Hespérico é, no geral, caracterizada por um percurso PT prógrado, no sentido dos ponteiros do relógio, com o pico barométrico sin- D_2 , caracterizador de um metamorfismo do tipo Barroviano, que evolui para condições de baixa P-alta T no intervalo D_2 - D_3 (Dallmeyer *et al.*, 1997; Ribeiro *et al.*, 2000b; Ábalos *et al.*, 2002; Arenas & Catalán, 2003). Nos locais onde o pico térmico foi mais intenso, o reajustamento mineralógico associado obliterou as paragénese anteriores associadas ao pico barométrico.

Durante D_1 e D_2 desenvolveu-se espessamento crustal, acentuado pela instalação dos mantos, o que permitiu condições de génese de granitos de anatexia crustal (Ortega & Ibarra, 1990; Dias & Ribeiro 1995). A fase D_3 , ao contrário das duas primeiras, ficou impressa em muitas das massas graníticas.

No magmatismo granítico orogénico (porque relacionado com evolução orogénica varisca) são considerados dois grupos principais de granitóides: Grupo 1 – Granitos peraluminosos ou «granitos de duas micas» (moscovite dominante); Grupo 2 – Granitos monzoníticos e granodioritos ou «granitóides biotíticos com plagioclase cálcica» (Ferreira *et al.*, 1987). Os do primeiro grupo são «granitos mesocrustais» gerados por anatexia húmida controlada pelo metamorfismo regional, pós-espessamento crustal, com condições máximas de P de 300 a 450 MPa e T de 300 a 500 °C; os do segundo tipo são «granitóides basicrustais» com fácies que podem variar de tonalitos, a granodioritos com hornblenda e/ou biotite e a granitos biotíticos ou até leucogranitos. Os granitos do grupo 1 estão geralmente em estreita associação espacial

com terrenos metamórficos. Os do grupo 2 ocorrem em maciços alongados mas também em intrusões mais ou menos circunscritas e geralmente bastante superficiais.

No final da colisão, em simultâneo com o dobramento D_3 e com os cisalhamentos dúcteis associados, intruíram os granitos peraluminosos em alinhamentos correspondentes ao núcleo de grandes antiformas D_3 . Posteriormente à colisão instalaram-se os granitos de origem basicrustal aproveitando fracturas profundas geradas no fim de D_3 . Esta evolução geológica implicou que a distribuição espacial dos granitos e em particular os das ZCI e ZGTM esteja estreitamente condicionada a determinados alinhamentos (Ferreira *et al.*, 1987).

Em termos de evolução temporal passa-se de um magmatismo peraluminoso sin- a tardi-tectónico até um magmatismo subcalcalino pós-tectónico. A descompressão pós-tectónica implicou uma subida rápida da crosta e o consequente deslocamento da zona de fusão para níveis crustais mais próximos do manto, resultando num magmatismo com uma marca basicrustal, por aprofundamento progressivo do domínio de fusão na crosta sílica (Ferreira *et al.*, 1987).

Nos granitos do norte de Portugal os teores em metais são em geral baixos, nomeadamente os teores em W e em Au; os teores médios em W raramente excedem 7 ppm e os de Au escassos ppb. Pelo contrário os granitos das áreas estaníferas geralmente revelam algum conteúdo em estanho, em geral da ordem dos 30 ppm.

Se para os jazigos de Sn a redistribuição do «stock» metal já existente nos granitos possa ter sido suficiente, pelo menos em alguns casos, o mesmo não terá ocorrido na formação de jazigos de W e de Au. Nestes houve necessidade de introdução de metal suplementar uma vez que só os processos de diferenciação magmática e os de alteração tardi- a pós-magmática não são suficientes para justificar as concentrações. Haverá necessariamente participação de fluidos hidrotermais promotores de acréscimo do teor em metais. Neiva (1987) estudou a composição das moscovites de diferentes jazigos portugueses e concluiu que ela é variável função do tipo de jazigo e que os fluidos hidrotermais responsáveis pela cristalização das salbandas são mais ricos em W, Sn e Cu que os fluidos responsáveis pela graisenização, nomeadamente nos jazigos de Sn.

2.2. Mineralizações

2.2.1. Controlo estrutural das mineralizações

A existência de eixos de mineralização no território português desde há muito que vem sendo assinalada (Neiva, 1944; Carvalho, 1974) e justificada como resultante da interacção de diversos tipos de controlos: os paleogeográficos, os petrológicos e os estruturais (Thadeu, 1973; Ribeiro & Pereira, 1982; Derré, 1982).

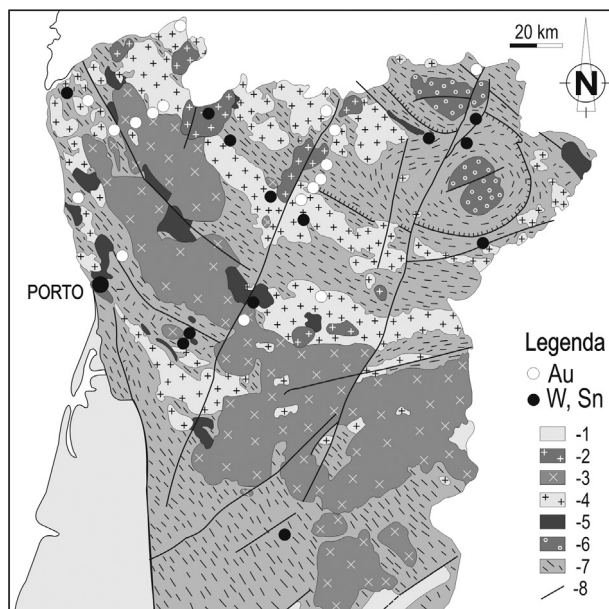


Figura 2. Distribuição de ocorrências de Sn, W e Au no norte de Portugal. 1: Pós-paleozóico; 2: granitos biotíticos pós-tectónicos; 3: granitos biotíticos tarditectónicos; 4: granitos de duas micas sintectónicos; 5: granitos biotíticos sintectónicos; 6: rochas básicas e ultrabásicas; 7: metassedimentos; 8: falhas e cisalhamentos.

A distribuição das ocorrências de Sn, W e Au no norte de Portugal evidencia uma distribuição segundo alinhamentos paralelos aos da estruturação varisca e aos maciços de rochas granitóides e segundo sistemas de fracturação tardi-variscos (Fig. 2).

2.2.2. Tipos de mineralizações

Os jazigos de Sn e de Li são predominantemente de tipo aplitopegmatítico. No que respeita aos de W os jazigos podem considerar-se de dois tipos principais: os filões quartzosos e os skarns e/ou skarnoides. Os jazigos de Au são predominantemente filonianos de ganga quartzosa podendo também ocorrer em zonas silicificadas. Os de tipo filoniano são porém os mais importantes nomeadamente pelas minas que suportaram.

Filões aplitopegmatíticos

A associação das mineralizações de Li e Sn do norte de Portugal aos granitóides variscos, mais concretamente a cortejos de filões aplitopegmatíticos, tem sido tema de inúmeros

trabalhos, sendo demonstrado que a diferenciação magmática é acompanhada por enriquecimento em Sn.

Os campos aplitopegmatíticos mineralizados do norte de Portugal ocorrem predominantemente encaixados em rochas metassedimentares de idade ordovícico-silúrica e de idade ante-ordovícica com metamorfismo de grau intermédio a baixo, pertencentes respectivamente à ZGTM e à ZCI, e especialmente associados a granitos de duas micas peraluminosos.

Os filões aplitopegmatíticos, em função do tipo de mineralização podem ser subdivididos em diferentes tipos:

- i) filões maioritariamente aplíticos, em geral fortemente caulinizados por vezes com petalite e que contêm fraca mineralização em cassiterite (<3 kg/t) (cassiterite I) e que foram alvo de intensa exploração no século passado;
- ii) filões aplitopegmatíticos de maior possança, heterogéneos, em enxames com filões de variados tamanhos mineralizados em espodumena e petalite;
- iii) filões aplitopegmatíticos com lepidolite e com cassiterite (cassiterite II).

Uma larga maioria destes filões são controlados estruturalmente pelas xistosidades e por planos relacionados com a fase D₃, com orientação N130° e NS a N10°, significando que houve instalação do «melt» pegmatítico ao longo de planos estruturais preferenciais, durante e após o pico de metamorfismo. Estes filões encaixados em metassedimentos são pegmatitos com elementos raros, da família LCT (Li, Cs, Ta) do tipo complexo, subtipo espodumena e subtipo petalite tal como definido por Cerny (1991).

Do ponto de vista textural todos os filões são compostos por uma parte aplítica e outra pegmatítica. Estas fácies estão misturadas entre si em proporções e relações espaciais variáveis.

A associação mineral que constitui os aplitopegmatitos ricos em lítio corresponde, no essencial, a uma composição granítica. No grupo dos minerais acessórios, o mais frequente é a moscovite, que ocorre por vezes com dimensão centimétrica. Ocorre ainda montebrasite, apatite, berilo, óxidos de Nb e Ta, zircão, monazite, turmalina, fosfatos de Li-Ca-Al-Sr-Ce-U e uraninite (Martins, 2009). A cassiterite está presente, salvo nos filões com espodumena dominante, podendo ser magmática (cassiterite I) ou hidrotermal (cassiterite II) (Lima, 2000; Lima *et al.*, 2003b).

Filões quartzosos

Os filões quartzosos mineralizados preenchem sistemas de fracturas sub-horizontais e/ou subverticais que correspondem a fendas de tracção (Ribeiro, A. & Pereira, 1982). A espessura dos filões é variável, contudo as maiores possanças são mais frequentes nos sistemas sub-horizontais.

As associações minerais presentes nos diferentes jazigos revelam a existência de diferentes estádios de deposição, separados no tempo por sucessivos episódios de fracturação.

Esquemáticamente e adoptando, por uma questão de ordem prática, a classificação proposta por Kelly e Rye (1979), podem considerar-se os seguintes estádios principais de deposição:

- deposição dos óxidos e silicatos *oxide silicate stage* (OSS) em que se depositou a cassiterite, volframite e /ou scheelite. A cassiterite, quando presente, é um dos primeiros minerais juntamente com quartzo, moscovite e topázio;
- deposição dos sulfuretos *main sulphide stage* (MSS) com arsenopirite que, quando presente, é um dos sulfuretos mais precoces, seguindo-se-lhe a pirite, pirrotite, molibdenite, blenda, calcopirite, estanita, entre outros;
- período de alteração da pirrotite *pyrrhotite alteration stage* (PAS) caracterizado por pirite, marcassite e siderite aos quais se associam sulfossais de Pb-Bi-Ag, bismutinite, galena e bismuto nativo. Quando o ouro está presente pertence, no essencial, a este estádio tardio de deposição;
- período ainda mais tardio é caracterizado pela ocorrência de quartzo, adulária e clorite e/ou carbonatos (dolomite e calcite) *late carbonate stage* (LCS).

O quartzo função da sua morfologia e textura pode ser de três tipos principais: (1) quartzo leitoso muito rico em inclusões fluidas (QI); (2) quartzo hialino frequentemente em cristais euédricos (QII); (3) quartzo geralmente preenchendo vazios (QIII).

O quartzo QI ocorre associado com a volframite que é o principal minério do «OSS». O segundo estádio «MSS» é um dos mais expressivos e é essencialmente caracterizado pela associação de sulfuretos com QII. O quartzo (QIII) é mais tardio e contemporâneo do «LCS».

2.2.3. Fluidos e metalogénese

A compreensão da génese das mineralizações exige um conhecimento dos parâmetros físico-químicos que controlam o transporte e deposição dos metais. Na maioria dos casos a definição das paragénese é insuficiente para o controlo daqueles parâmetros. A reconstituição das condições físicas e químicas que presidiram à formação das concentrações é hoje possível graças ao estudo de geofluidos que se encontram aprisionados em pequenas cavidades contemporâneas da génese dos minerais, as inclusões fluidas.

Como as inclusões fluidas (IF) contêm, muitas vezes, um testemunho directo dos fluidos envolvidos no transporte e deposição dos minérios o conhecimento da sua composição (X) e das condições de P e T que presidiram ao seu aprisionamento são um pré-requisito para o estabelecimento de modelos genéticos.

2.2.3.1. Evolução da composição dos fluidos

Embora as mineralizações variscas de W e de Au possam ter semelhanças na idade, na associação com granitos e na evolução de fluidos aprisionados nos minerais das estruturas mineralizadas, elas apresentam características distintas, nomeadamente na localização. Distinguímos dois grandes ciclos de circulação e de deposição de metais que se seguiram no tempo.

Primeiro ciclo

Os fluidos mais antigos a que tivemos acesso estão contidos em veios de quartzo (ante-D₃) em rochas metamórficas. Trata-se de fluidos aquosos (H₂O, NaCl) de baixa salinidade (<2% eq.peso NaCl) com vestígios de CH₄ e/ou CO₂ na fase volátil. Estes são os fluidos mais próximos dos resultantes dos processos de desidratação devidos ao metamorfismo regional crescente (Guedes *et al.*, 2002). Teve aqui início o que consideramos simplisticamente ser o primeiro ciclo de circulação de fluidos.

Posteriormente por interacção fluido/rocha registam-se mudanças de composição, função das litologias dominantes, nomeadamente por enriquecimento em CO₂ e/ou em CH₄, originando fluidos aquo-carbónicos (sistema C-H-O). A composição da fase volátil pode ser dominada por CO₂, com algum CH₄, todavia quando as sequências de rochas encaixantes possuem termos ricos em matéria orgânica dispersa (xistos negros) esta geração de fluidos é mais rica em CH₄, estando o CO₂ quase ausente (Doria *et al.*, 1999). Constituem exemplos destes fluidos os aprisionados em quartzos leitosos presentes em estruturas de cisalhamento sin-D₃. Em algumas destas estruturas depositaram-se os primeiros tungstatos e principalmente os sulfuretos mais precoces, arsenopirite e pirite. As características destes fluidos apontam para uma ligação ao pico térmico associado à instalação dos granitos de duas micas. Os últimos fluidos deste primeiro ciclo, são aquosos, oxidantes e de baixa salinidade (H₂O-NaCl) e resultaram de um influxo de fluidos meteóricos. A eles esteve associada a deposição do essencial do ouro varisco.

Segundo ciclo

Trata-se do ciclo associado à subida e instalação de magmas, mais quentes, de origem basicrustal, que deram origem aos granitos biotíticos pós-tectónicos. A sua instalação em níveis crustais relativamente altos implicou metamorfismo de contacto e reactivação de importantes circuitos convectivos que provocaram o desenvolvimento de algumas mineralizações de W do tipo *skarn*. Os primeiros fluidos são predominantemente aquosos e salinos, de origem predominantemente magmática, e presentes nos minerais das fases mais precoces (quartzo e topázio). Estes fluidos sofreram mistura, nomeadamente com fluidos meteóricos, e interagiram com as rochas envolventes, enriquecendo em compostos como o CO₂, CH₄ e

N_2 (sistema C-H-O-N). Em resultado destes múltiplos processos ocorreu a deposição dos principais óxidos (cassiterite, wolframite, e/ou scheelite) e na sequência do enriquecimento em CH_4 na fase volátil e aumento de densidade dos fluidos, a deposição dos principais sulfuretos (calcopirite e blenda). Com o *in put* de mais fluidos superficiais os compostos voláteis deram lugar sucessivamente a sais e por arrecimento ($T < 200$ °C) os fluidos tornaram-se cada vez mais salinos e densos (H_2O , $NaCl$, $CaCl_2$,...). A estes fluidos estão associadas algumas mineralizações de chumbo.

Os iões em solução e as suas concentrações nos fluidos são variáveis e função da temperatura, teor em gás, fonte de calor, tipo de rocha, permeabilidade, idade do sistema, fonte do fluido e *mixing*. Os aniões mais comuns são: Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , F^- , Br^- , I^- ; e os catiões Na^+ , K^+ , Li^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Rb^+ , Cs^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} . Esta informação resulta do estudo geoquímico dos fluidos recorrendo à técnica de «crush-leach» para análise dos lixiviados.

Nos fluidos associados às mineralizações de W e de Au o anião dominante é o Cl^- . O conteúdo em halogéneos dos fluidos associados às mineralizações pode ser representado através de projecções das respectivas razões I/Cl e Br/Cl (Fig. 3).

As razões Br/Cl dos fluidos associados ao «OSS» apresentam quer valores idênticos aos de fluidos re-equilibrados em áreas estáveis (Escudo Canadano), quer aos de «fluidos magmáticos» (associados aos granitos da Cornualha). Os fluidos associados aos sulfuretos e às mineralizações de ouro possuem razões Br/Cl elevadas idênticas aos de fluidos re-equilibrados em áreas cratónicas estáveis (Boiron *et al.*, 1996) (figura 3).

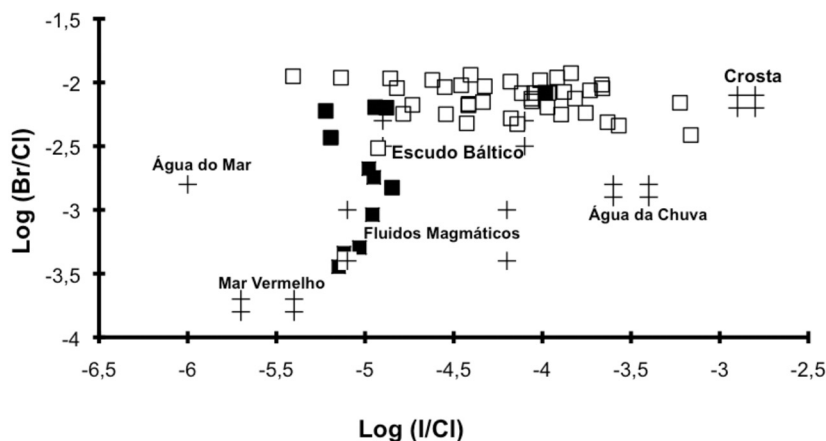


Figura 3. Diagrama log (I/Cl) versus log (Br/Cl) para fluidos relacionados com mineralizações de W (quadrado negro) e de Au (quadrado branco). As cruzes assinalam os domínios correspondentes a diferentes tipos de fluidos.

2.2.3.2. Evolução P-T

Filões com ouro

As condições P-T deduzidas, a partir do estudo das IF mais precoces, presentes em quartzos leitosos, são compatíveis com as de um metamorfismo térmico, sin-D₃, de temperatura intermédia (300 °C < T < 500 °C) e baixa pressão (P ~ 300-400 MPa).

O posterior e progressivo enriquecimento em CH₄ e H₂O e diminuição da densidade da fase volátil são interpretados como resultantes de uma progressiva diluição dos fluidos mais precoces por uma componente aquosa. A circulação deu-se, preferencialmente, ao longo de zonas de cisalhamento, sin- a tardi-D₃, a P < 200 MPa e 350 °C < T < 400 °C.

A deposição do ouro foi mais tardia, em condições de P < 100 MPa e T < 300 °C, no final do primeiro ciclo de circulação de fluidos e associada a microfracturação. As condições P-T são indicativas de *uplift* logo a seguir a D₃ (Boiron *et al.* 1996, Nogueira, 1997, Noronha *et al.* 2000).

Filões com tungsténio

Os filões com W estão geralmente relacionados espacialmente com granitos pós-tectónicos, (pós-D₃), que intruíram e metamorfizaram o encaixante metassedimentar em níveis crustais altos. O transporte do W está relacionado com fluidos aquo-carbónicos a 350 °C < T < 400 °C e 50 MPa < P < 100 MPa. Estes fluidos, após um progressivo enriquecimento em CH₄ e H₂O, registaram diminuição de temperatura e pressão, dando-se então a deposição dos sulfuretos.

Filões aplitopegmatíticos

Os filões de espodumena dominante evidenciam uma evolução do sistema a temperatura relativamente constante mas em que houve descida da pressão durante a cristalização do magma. Só na fase final se dá a cristalização ou recristalização de petalite, em alguns filões.

Os filões de petalite dominante evidenciam, por vezes, espodumena posterior à petalite, segundo a reacção isoquímica descrita por London (1984). Contudo, muitas vezes, a maior parte da petalite é posterior à espodumena e os contactos rectilíneos entre ambas as fases mineralógicas (espodumena e petalite) são suficientes para indicar um equilíbrio.

Os filões com petalite dominante e sem espodumena evidenciam uma cristalização magmática em condições de P e T decrescentes; quando no domínio da petalite, as condições de P são inferiores às da génese dos filões só com espodumena (Fig. 4).

O facto de os filões com petalite serem posteriores aos que têm só espodumena sugere uma evolução associada a um processo de *uplift*. Nos filões com lepidolite esta é uma fase tardia, interpretada como de origem hidrotermal e tendo associada uma cassiterite II.

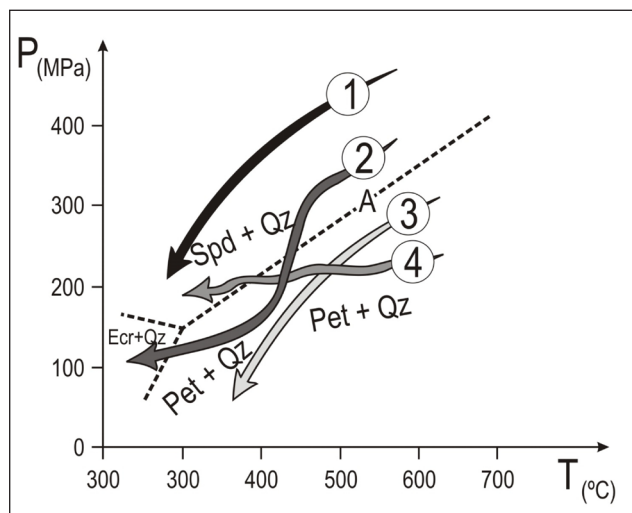


Figura 4. Diagrama das condições P-T para formação das paragéneses litíníferas nos filões aplitopegmatíticos. 1 – Filões só com espodumena; 2 – Filões com espodumena e petalite primárias dominantes; 3 – Filões só com petalite; 4 – Filões com petalite dominante e espodumena resultante de reacção isoquímica da primeira.

2.2.4. Idade das mineralizações

O essencial das mineralizações de Sn ocorrem em filões aplitopegmatíticos deformados por D_3 e por isso são, no seu essencial, sin a tardi-granitos de duas micas sintectónicas. Priem (1985) datou, pelo método Rb-Sr, o aplitopegmatito com cassiterite de Gontães (Vila Real), com a idade de 299 ± 4 Ma; o granito de duas micas de Vila Real foi datado pelo mesmo autor de 304 ± 2 Ma. Datações de moscovites magmáticas do maciço de pórfiro da Argemela, especializado em estanho, pelo método K-Ar, (Charoy & Noronha, 1996) apontam para idades de 303 ± 6 Ma.

O essencial das mineralizações de Au ocorrem em filões encaixados em rochas metasedimentares e em rochas graníticas quer sintectónicas quer tardi-tectónicas, podendo ser consideradas como anteriores aos granitos pós-tectónicos (Noronha & Ramos, 1993). Neiva *et al.*, (1995), utilizando o método ^{40}Ar - ^{39}Ar , dataram micas de alteração no granito e em micaxistos de Jales e obtiveram idades de $300,7 \pm 2,8$ Ma e de $303,7 \pm 2,8$ Ma respectivamente.

O essencial das mineralizações em W e em particular as mineralizações de W-Mo são tardias relativamente à instalação e cristalização dos granitos pós-tectónicos. Contudo, há mineralizações de W que estão deformadas por D_3 e espacialmente associadas a granodioritos biotíticos com plagioclase cálcica ante- a sintectónicas (p. e. zona de cisalhamento

Laza-Rebordelo e zona de cisalhamento da Borralha). A datação da circulação de fluidos no jazigo de W-Sn da Panasqueira foi feita por Snee *et al.* (1988) utilizando o método ^{40}Ar - ^{39}Ar , aplicado a moscovites dos filões e do *graisen*. As idades variam entre $296,3 \pm 0,8$ e $291,6 \pm 0,8$ Ma, indicando uma duração mínima de 3Ma para a precipitação da moscovite neste jazigo. Porém determinações isotópicas Rb-Sr em rocha total de granito graisenizado da Panasqueira (não aflorante) deram 289 ± 4 Ma (Priem, 1985). As idades isotópicas são ambíguas e controversas pois se considerarmos as idades das micas dos filões estas são mais antigas que o granito o que sugere uma alteração do sistema isotópico pelos fluidos hidrotermais. Relativamente às moscovites do jazigo da Borralha, que ocorrem associadas com a molibdenite na Brecha Venise (Noronha, 1983), os resultados K-Ar dão idades de 280 ± 5 Ma para o período MSS naquele jazigo. O granito do Gerês tem uma idade Rb-Sr de 287 ± 4 Ma (Priem, 1985), 293 ± 8 Ma (Neiva, 1993) e U-Pb de 296 ± 2 Ma (Dias *et al.* 1998). No Gerês a datação pelo método K-Ar em feldspatos de episienitos resultantes da alteração hidrotermal tardi-Varisca indica uma idade de $273,6 \pm 11,7$ Ma para o principal período de alteração que correspondeu à intensa albitização das rochas graníticas presentes na área (Jaques, 2008). Os episienitos são posteriores às mineralizações de W-Mo (Carris e Borrageiro) que ocorrem no maciço (Jaques *et al.*, 2007).

3. O exemplo de Trás-os Montes Ocidental

Focalizando sobre a região de Trás-os-Montes ocidental (TOMO), numa área abrangendo as folhas 1/50 000: 6A – Montalegre, 6B – Chaves, 6C – Cabeceiras de Basto e 6D – Vila Pouca de Aguiar, verifica-se neste sector a ocorrência de importante magmatismo varisco que foi o principal condicionante da evolução térmica que afectou a sequência de rochas metassedimentares do Paleozóico Inferior. Nesta área ocorrem diferentes tipos de mineralizações, nomeadamente filões de quartzo mineralizados em volframite (Borralha), filões aplitopegmatíticos com mineralização estanífera e litinífera (Barroso) e mineralizações de ouro (Três Minas) (fig. 5).

3.1. Geologia

3.1.1. Tectonoestratigrafia

As unidades parautoctones da ZGTM consistem, essencialmente de rochas metassedimentares e vulcano-sedimentares do Paleozóico Inferior (Ordovícico Superior a Devónico), que apresentam características litoestratigráficas similares às unidades autóctones, embora com

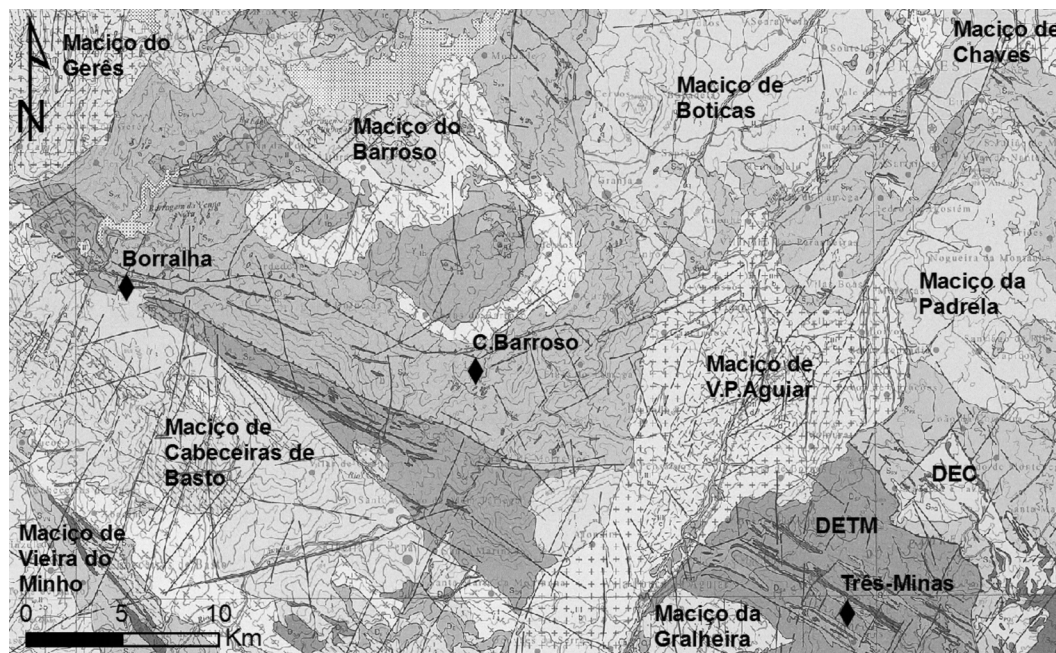


Figura 5. Mapa geológico da região de Trás-os-Montes Ocidental (excerto da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000, folha 2- IGM).

maior espessura (Farias *et al.*, 1987, Ribeiro, A., 1974, Pereira, 1987, Ribeiro *et al.*, 2003). A caracterização litoestratigráfica, litogeoquímica e estrutural da região de TOMO possibilitou a individualização de dois domínios estruturais (Ribeiro, 1998), separados por um carreamento: na base o Domínio Estrutural de Três Minas (DETM) e a topo, o Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC) (Figs. 5 e 6). O DETM é a escama tectónica inferior, também designada por Parautoctone Inferior (Rodrigues *et al.*, 2003) ou Sub-Autoctone (Carta Geológica de Portugal, à escala 1:200 000, Folha 2), e apresenta grandes afinidades litoestratigráficas com o autoctone do Domínio do Douro Inferior (ZCI) (Ribeiro, & Noronha, 1997; Ribeiro, 1998; Ribeiro, *et al.*, 2003). A unidade basal do DETM, rica em matéria orgânica e com intercalações de níveis carbonatados – U. Fragas Negras (SFN), é correlacionável com as unidades autóctones da região do Marão, nomeadamente com a Formação de Campanhó (Pereira, 1987). A unidade pelítica a topo – Unidade de Curros (DCu) (fig. 7a) será equivalente à Formação de Santos e ao topo das Unidades de Mouquim – Canadelo (Pereira, 1987; Ribeiro, & Noronha, 1997).

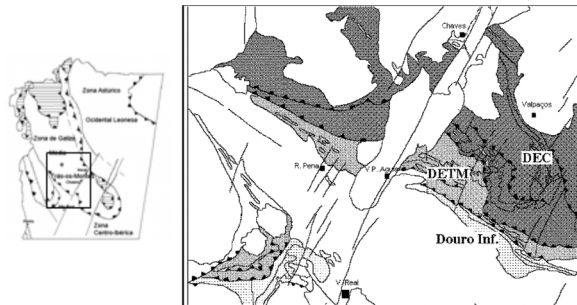


Figura 6. Esboço cartográfico dos domínios estruturais na região de TOMO (Ribeiro *et al.*, 2003).

A unidade basal do DETM, rica em matéria orgânica e com intercalações de níveis carbonatados – U. Fragas Negras (S_{FN}), é correlacionável com as unidades autóctones da região do Marão, nomeadamente com a F. Campanhó (Pereira, 1987). A unidade pelítica a topo – Unidade de Curros (D_{Cu}) (Fig. 7a) será equivalente à Formação de Santos e ao topo das Unidades de Mouquim – Canadelo (Pereira, 1987; Ribeiro & Noronha, 1997).

O DEC apresenta uma repetição tectónica interna e é litologicamente mais variada, englobando unidades com sequência e litologias correlacionadas com as unidades da Galiza e de Trás-os-Montes Oriental. Divide-se em dois subdomínios (fig. 7b): o inferior compreende a unidade de Vale de Égua, sub dividida em dois membros (Alto da Cheira – SAC e Rancho – SRA) e a topo a unidade de Cubo (SCb) e o Superior é representado pela unidade de Santa M.^a de Émeres (SSE), que se assemelha, em termos litológicos e geoquímicos, ao conjunto das unidades SAC e SRA.

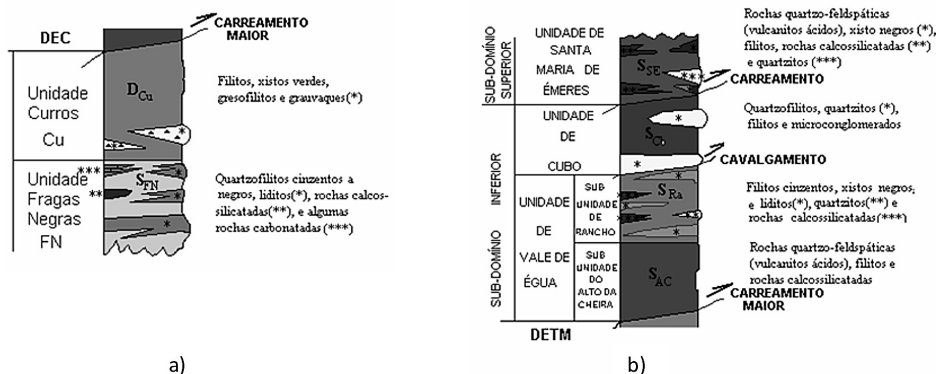


Figura 7. Sequência litoestratigráfica da região de TOMO: a) DETM, b) DEC (Ribeiro, 1998; Ribeiro & Noronha, 2001).

Os estudos litogeoquímicos efectuados sobre as unidades litoestratigráficas validaram a sua individualização e apontaram condicionantes paleogeográficas algo diferentes, quer em termos de evolução sedimentar quer em termos de proveniência (Ribeiro, 1998; Ribeiro, *et al.*, 2003).

A interpretação paleogeográfica para o Domínio Parautóctone da ZGTM aponta deposição na mesma margem Gondwânica em que se depositou o autóctone da ZCI (Ábalos *et al.*, 2002), margem que registou processos de *rifting* no período Câmbrio – Ordovício (Martínez Catalán *et al.*, 1997; Raumer & Stampfli, 2000; Fernández *et al.*, 2010).

As considerações paleogeográficas a nível do Orógeno Varisco, cruzadas com a tecnoestratigrafia e respectivas correlações, na ZGTM e na ZCI, tendo também em conta os dados litogeoquímicos, permitem as seguintes considerações:

- As unidades tectonoestratigráficas do conjunto Douro Inferior e Peritransmontano materializam um empilhamento tectónico varisco de sequências depositadas na margem continental Gondwânica, com idades desde o Precâmbrio ao Devónico Inferior;
- As unidades autóctones e sub-autóctones do Douro Inferior e do DETM, do Paleozóico Inferior, compreendem uma sequência do Ordovício ao Devónico Inferior, com fácies de plataforma no Ordovício, mais distais para topo, embora com baixo grau de maturidade, em contexto de transição de margem continental (Unidade Curros-Tinhela e Formação de Pardelhas) (Ribeiro & Noronha, 2001). As sequências do Silúrico marcam um ambiente anóxico e confinado (xistos negros e liditos da Unidade SFN), seguidas de fácies pelíticas com assinaturas de mistura de fonte básica e ácida em contextos mais oxigenados de margem continental activa (Unidade DCu e Formação de Santos);
- As unidades parautóctones superiores do DEC indicam deposição num contexto de evolução de margem passiva para margem activa;
- O acidente entre as unidades do DETM sub-autóctones e as unidades do DEC parautóctones é o acidente principal da ZGTM, sendo o DEC uma escama cujo enraizamento estaria próximo do arco vulcânico associado ao fecho do oceano marginal (*Rheic-Paleotethys*) e o DETM representa uma sequência de bacia na margem continental Gondwânica, mais ou menos profunda e confinada, mais próximo do autóctone (Ribeiro, *et al.*, 2003). A importância deste carreamento foi recentemente reafirmada com base na macrogeometria das estruturas D1 variscas nos dois domínios limitados pelo acidente, sendo designado por Carreamento Palheiros-Vila Flor (Rodrigues *et al.*, 2005; Rodrigues, 2008). Nestes trabalhos é referida que a importância deste carreamento não é evidenciada por critérios estratigráficos. Rebatemos esta afirmação, uma vez que a importância do acidente tem vindo a ser defendida e justificada por critérios litoestratigráficos, litogeoquímicos e estruturais (Ribeiro & Noronha, 1997; Ribeiro, 1998; Ribeiro *et al.*, 2003), o mesmo sendo evidente na Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000, folha 2.

3.1.2. Evolução tectonometamórfica

A geologia de TOMO é indissociável da ocorrência do grande acidente Varisco NNE-SSW que é a falha Verin-Régua-Penacova ou falha Régua-Verin. Esta falha foi nucleada na fase D3 e depois reactivada como uma falha de desligamento (Baptista, 1998).

Graças a esse acidente regional pode visualizar-se hoje a geologia de dois níveis crustais distintos, um nível mais profundo que corresponde ao bloco ocidental e um nível menos profundo o bloco oriental.

3.1.2.1. Bloco oriental

No bloco oriental da falha Régua-Verin o metamorfismo orogénico foi um metamorfismo monocíclico com um percurso PT prógrado no sentido dos ponteiros do relógio, com o pico barométrico sin-D₂, com um único pico térmico, já em condições de «uplift» e descompressão e condicionado pela subida e instalação dos granitos de duas micas sintectónicas.

No DETM as isógradas da andaluzite e da biotite são paralelas e muito próximas do contacto com o granito de duas micas sintectónico do Maciço da Gralheira. Nos restantes sectores do DETM as condições metamórficas não ultrapassam a zona da clorite.

Em toda a extensão do DEC as condições metamórficas correspondem à zona da biotite. Pelas relações cronológicas entre a blastese e a deformação confirma-se que o pico térmico regional é ante- a sin-D₃, quer no DETM quer no DEC (fig. 8).

É de salientar que o carreamento entre o DEC e o DETM não é o responsável por um salto metamórfico, uma vez que o pico das condições térmicas foi posterior ao empilhamento tectónico. Terá sim havido condicionamentos estruturais e litológicos na zonalidade metamórfica pós-cinemática.

O metamorfismo orogénico durante as fases D₁ e D₂ ocorreu em condições prógradas até atingir um pico barométrico a T = 350 a 450 °C e P = 350 a 400 MPa (Ribeiro, 1998, Ribeiro, 2000). No DEC a fase tangencial D₂, responsável pelo forte espessamento crustal e eventualmente acompanhada por efeito de sobrepressão tectónica, foi mais marcante, implicando uma forte diferenciação metamórfica, geradora de uma foliação regional sub-horizontal. No DETM este pico barométrico não é evidente (Ribeiro *et al.*, 2000a). Castro *et al.*, (2002) referem que na antiforma Moncorvo - Vila Real o episódio Barroviano não está representado, devido à ausência de espessamento crustal suficiente. Esta mesma interpretação será aplicável à ausência de pico barométrico no DETM.

Em ambos os domínios o pico térmico (ante a sin-D₃) ocorreu em condições de T = 500 a 550° C e P = 300 a 350 MPa.

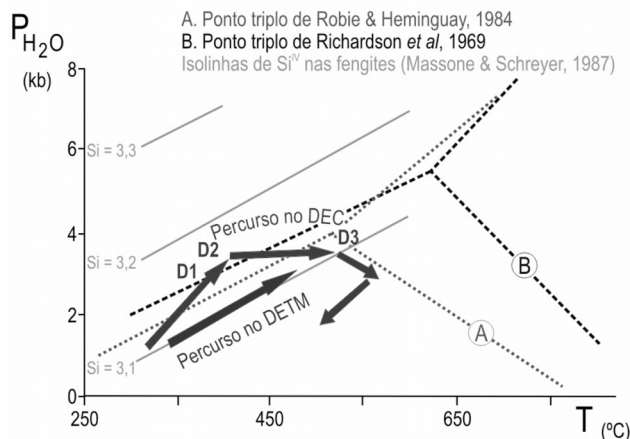


Figura 8. Percurso PTt do metamorfismo no sector oriental da falha Régua-Verin.

3.1.2.2. Bloco ocidental

No bloco ocidental da falha Régua-Verin os metassedimentos apresentam um metamorfismo orogénico prógrado, típico de contextos com gradientes de média a baixa pressão e alta temperatura (média P-alta T a baixa P-alta T), resultando na definição de isógradas paralelas ao alinhamento dos maciços graníticos sintectónicos (Noronha & Ribeiro, 1983, Noronha, 1983; Ribeiro *et al.*, 2000b). Nas unidades do Parautoctone Inferior, a NE do Maciço Granítico de Cabeceiras de Basto, as isógradas de metamorfismo regional não só são paralelas aos contactos ígneos, como também o são aos contactos litoestratigráficos. As isógradas referidas são resultantes do pico térmico ante a sin-D₃, subsequente a uma evolução prógrada dinamothermal. Em termos mineralógicos esta evolução está expressa na ocorrência de estauroлите precoce, relativamente à andaluzite, e na existência de andaluzite e de cordierite poiciliticas tardi- a pós-cinemáticas (Ribeiro *et al.*, 2007).

3.1.3. Granitos

3.1.3.1. Granitos de duas micas sintectónicos

Este tipo de granitos está bem representado no sector de TOMO nomeadamente pelos maciços graníticos que constituem as Serras da Cabreira, Barroso e do Alvão no bloco ocidental e as serras da Padrela e da Gralheira (Maciço de Vila Real) no bloco oriental.

Os maciços apresentam uma forma alongada de direcção NW-SE paralela à estrutura regional. Ocupam o núcleo de um antiforma N130° formado durante a fase D₃ da Orogenia Varisca e intruem metassedimentos do Paleozóico Inferior antes caracterizados. Estes maciços graníticos foram afectados pelos cisalhamentos tardi-D₃ e exibem significativa alteração hidrotermal.

O complexo granítico de Cabeceiras de Basto (CB) aflora nas serras da Cabreira e do Alvão e constitui um bom exemplo do magmatismo peraluminoso sintectónico (Fig. 5). O plutão de CB é composto por três tipos de granito de duas micas: granito de grão fino, de grão médio, e granito de grão grosseiro, localmente porfiróide (Almeida, 1994).

3.1.3.2. Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica

Tarditectónicos

Como exemplo deste tipo de granitóides referimos os que constituem o maciço de Vieira do Minho (VM). Este maciço pertence a um grupo mais extenso de granitóides variscos com uma orientação WNW-ESE sub-concordante com as estruturas regionais (N120°) e cuja instalação foi controlada pela zona de cisalhamento Vigo-Amarante-Régua a ocidente da falha Régua-Verin. Este maciço corta os granitos sintectónicos do complexo de CB, que ocorre a Este e a sequência de metassedimentos do Silúrico.

O maciço composto de VM consiste em duas unidades distintas de granitos biotíticos porfiróides: o monzogranito de grão grosseiro de Vieira do Minho (GVM) e o monzogranito de grão médio de Moreira de Rei (GMR) com abundantes encraves microgranulares, os quais são raros no GVM. Este granito é muito mais heterogéneo observando-se frequentemente uma grande variação na concentração de megacristais, interpretada como estruturas de fluxo magmático. Por vezes observa-se um *fabric* magmático nos dois grupos de granitos definido por uma orientação planar dos megacristais de feldspato potássico. Esta orientação está relacionada com o fluxo magmático, ele próprio controlado pela geometria da intrusão. Os contactos graduais entre os monzogranitos de VM e MR indicam uma instalação síncrona (Martins, 1998).

A presença de rochas mais básicas (noritos, vaugneritos e gabros) associadas a este tipo de granitos foi referida por Andrade & Noronha (1981) e por Dias & Leterrier (1994).

Pós-tectónicos

Como exemplo deste tipo de granitóides referimos os que constituem os maciços do Gerês, Águas Frias – Chaves (AF) e de Vila Pouca de Aguiar (VPA).

Nesta contribuição referiremos os plutões de VPA e AF cuja instalação foi controlada por estruturas tectónicas regionais, designadamente a falha Régua-Verin tendo por isso uma

orientação NNE-SSW (Fig. 5). Estes plutões são discordantes relativamente aos granitos sintectónicos de duas micas assim como em relação às estruturas D3 registadas na sequência de rochas metassedimentares do Paleozóico Inferior, nas quais a intrusão do plutão de VPA desenvolveu uma auréola de metamorfismo de contacto.

O plutão de VPA (ca 200 km²) é zonado, composto no essencial por três fácies de granitos biotíticos, que definem um zonamento mais ou menos concêntrico (Martins, 1998; Martins *et al.*, 2009) e cujas relações de campo sugerem sincronismo de instalação: uma fácies externa, o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) porfiróide de grão médio a grosseiro, ao qual se associa uma fácies de bordadura, granito de Gouvães da Serra (GGS) também porfiróide de grão grosseiro, mas de expressão cartográfica reduzida e o granito de Pedras Salgadas (GPS), fácies central, mais leucocrata de grão médio a fino e também porfiróide. No campo, estas rochas parecem quase isotrópicas embora se possa observar alguma organização planar marcada pelos megacristais de feldspato potássico e pelas palhetas de biotite, particularmente na parte sul do plutão.

Encraves microgranulares máficos são de ocorrência frequente no GVPA e GGS, caracterizados por composição granodiorítica e mais raramente tonalítica (Gomes, 1990). O plutão de Águas Frias é um pequeno maciço de forma mais ou menos irregular que ocupa uma área de aproximadamente 30 km². É constituído por uma fácies periférica (granito de Águas Frias) biotítica, porfiróide de grão médio a grosseiro e uma fácies central (granito de St.º António de Monforte) representada por um granito de duas micas de grão médio (Martins *et al.*, 2009).

3.1.3.3. Petrografia e Geoquímica

Granitos de duas micas sintectónicos

Complexo de Cabeceiras de Basto (CB)

As três séries de granitos que constituem o complexo apresentam uma textura hipidiomórfica granular e uma associação mineralógica semelhante constituída por quartzo, plagioclase albitica (An1-An6), feldspato potássico peritítico (microclina e ortoclase, em cristais anédricos e megacristais subédricos e euédricos), biotite e moscovite. Apatite, monazite, zircão, ilmenite, rútilo, rara silimanite e turmalina ocorrem como minerais acessórios. Existem efeitos de alteração tardi- a pós-magmática e hidrotermal em grau variado, envolvendo essencialmente sericitização da plagioclase e/ou moscovitização da biotite e albitização do feldspato potássico.

A geoquímica dos três tipos de granitos indica uma composição semelhante à de granitos peraluminosos ($1,2 < A/KCN < 1,4$) (Almeida, 1994).

Cada uma das séries de granitos do complexo de CB mostra tendências evolutivas químicas e mineralógicas significativas em termos do comportamento de elementos maiores

e menores: aumento de Si, diminuição em Fe, Mg, Ca, TR e Zr, os álcalis mantêm-se praticamente estáveis e observa-se uma diminuição da razão Mg/Mg+Fe quer da biotite quer da moscovite primária. Tais tendências podem estar relacionadas com um processo de cristalização fraccionada no interior de cada um dos três magmas durante a respectiva instalação.

Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica

Tarditectónicos

Granitos de Vieira do Minho (GVM) e de Moreira de Rei (GMR)

Os dois granitos exibem uma textura porfiróide hipidiomórfica granular e contêm quartzo, feldspato potássico pertítico (ortoclase e microclina), plagioclase (oligoclase-andesina) e biotite. A moscovite também ocorre mas é rara. Apatite, zircão, monazite e ilmenite podem ser encontrados como minerais acessórios. Devido ao carácter tardi-tectónico as principais diferenças entre os dois granitos encontram-se nos aspectos de deformação observados ao microscópio, sendo mais pronunciados em GVM.

GVM e GVR são monzogranitos ligeiramente peraluminosos ($1 < A/CNK < 1,1$) com GVM exibindo valores mais elevados. Estes granitos têm uma assinatura potássica com uma razão K_2O/Na_2O variando entre 1,57 e 1,4 em GVM e entre 1,51 e 1,70 em GMR.

As tendências de evolução composicional são idênticas nos dois granitos, sendo marcadas por aumento dos teores em Si e Rb e diminuição de Mg, Fe, Ti e Ca, Zr, Sr, Th e V paralelamente ao decréscimo em biotite (Martins & Noronha, 2000).

Pós-tectónicos

Os três granitos que constituem este plutão (GVPA, GPS e GGS) estão classificados como monzogranitos e exibem uma textura porfiróide hipidiomórfica granular com megacristais de feldspato potássico e ocasionalmente de plagioclase. Contêm quartzo (30 – 32 % modal), feldspato potássico pertítico, ortoclase e microclina (20 – 24 %), plagioclase (37 – 42 %) com zonamento normal oligoclase-andesina no GVPA e albite-oligoclase no GPS. A biotite (% modal média de 5% no GPS e 9 % GVPA) está presente como única fase ferromagnética. Os minerais acessórios incluem zircão, apatite, alanite, esfena e ilmenite e rara monazite e xenótipo no GPS. No GVPA e no GGS, os encraves microgranulares exibem uma textura porfírica, contêm quartzo, andesina-oligoclase ou labradorite-oligoclase, ortoclase, microclina pertítica, biotite e hornblenda. Os minerais acessórios mais comuns consistem em apatite (acicular), esfena, zircão e ilmenite (Gomes, 1990).

As unidades graníticas que constituem os maciços de Vila Pouca de Aguiar são fracamente metaluminosas a peraluminosas ($0,99 < A/CNK < 1,1$). O GVPA, granito menos evoluído, contém os teores mais baixos de SiO_2 e K_2O e os mais elevados de Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO, CaO, P_2O_5 , Zr and V (Tabela 2). O GPS e GGS apresentam valores muito semelhantes.

Todas as unidades apresentam afinidade subalcalina Fe-K, no entanto as tendências de evolução composicional entre GVPA e GPS são completamente distintas, sendo no granito de Vila Pouca de Aguiar marcada por aumento dos teores de Si e diminuição de K, Mg, Fe, Ti, Ca, P, Ba, Zr e V paralelamente ao decréscimo em biotite. Contrariamente, o GPS evidencia variações muito pequenas, para a maioria dos elementos, mas significativas, definindo uma tendência de evolução discordante relativamente às outras duas unidades. As variações dos referidos elementos não estão, no entanto, correlacionadas com o decréscimo simultâneo de Fe, Mg e Ti (Martins, 1998).

Plutão de Águas Frias – Chaves (AF)

No granito de Águas Frias (GAF) o estudo petrográfico revela como minerais principais, quartzo, feldspato potássico (ortoclase e microclina), plagioclase zonada e biotite. Como minerais acessórios são frequentes a apatite, zircão, alantite, esfena, alguma moscovite e rara cordierite. É um granito monzonítico de carácter potássico (K_2O/Na_2O : 1,1 a 1,2), fraco a moderadamente peraluminoso com os valores de A/CNK a variar entre 1,02 e 1,07.

A interpretação dos dados geoquímicos de rocha total revela que o GAF tem uma gama composicional muito semelhante ao GVPA, evidenciando um ligeiro enriquecimento dos teores em SiO_2 a par de uma diminuição de Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2 e Zr e idênticos valores de Ba, Sr, Rb e da razão La/Yb_N . As tendências de evolução observadas nos dois granitos bem como a disposição das amostras ao longo da mesma linha evolutiva sugerem que o GAF e o GVPA tiveram géneses idênticas (Martins *et al.*, 2009).

3.1.3.4. Petrofísica e Gravimetria

Granitos de duas micas sintectónicos

A característica comum dos granitos sintectónicos, é como já vimos, o seu carácter sin-cinemático relativamente a D_3 , o que lhes concede um «fabric» anisotrópico a uma escala micro e macroscópica.

Os valores da susceptibilidade magnética (K) variam entre 35,4 e $86,2 \times 10^{-6}$ SI. É essencialmente a moscovite o mineral responsável pelos valores obtidos. A moscovite é um mineral com um comportamento paramagnético semelhante à biotite, mas que no entanto apresenta susceptibilidade intrínseca inferior. Verifica-se que os valores médios de K são muito semelhantes para as fácies do Minheu e Lagoa, Serapicos e Gralheira, o que está de acordo com o facto de apresentarem uma mineralogia muito semelhante.

Os valores da anisotropia paramagnética (P» para %) estão compreendidos entre 1,2 e 6,7 % sendo mais elevados para os granitos com maiores sinais de deformação.

São frequentes a presença de foliações magnéticas com direcções que variam entre N115° e N160°, podendo estas direcções corresponder a cisalhamentos dúcteis D_3 . Quanto às lineações magnéticas, é também frequente a presença de lineações cuja direcção varia entre N120° a N160° mas cujos pendores são fracos, o que também pode representar a estruturação D_3 .

Granitóides biotíticos pós-tectónicos

Os valores da susceptibilidade magnética nos granitos do plutão de VPA são fracos e estão compreendidos entre 40 e 220×10^{-6} SI. A distribuição espacial das curvas de iso-valores de susceptibilidade mostra que há uma zonação magnética normal, concêntrica. O centro do plutão é mais leucocrático, apresenta valores de K inferiores a 90×10^{-6} SI e está representado pela fácies do GPS.

O mapa estrutural das lineações magnéticas mostra que estas estão organizadas segundo duas direcções principais, sendo uma aproximadamente N-S e a outra NW-SE. As direcções das foliações magnéticas são dum modo geral paralelas ao alongamento do plutão de VPA, isto é, apresentam a direcção NNE-SSW (Sant'Ovaia, 2000).

As trajectórias das foliações magnéticas são concêntricas, paralelas aos contornos do maciço e regulares dentro de todo o plutão, sendo mais ou menos independentes da fácies granítica presente, o que sugere que a pulsação mais interna (GPS) foi injectada depois da pulsação mais periférica (GVPA). O arranjo concêntrico das foliações magnéticas sugere um apertado controlo destas foliações, pelo achatamento do magma contra as paredes e tecto da intrusão. As lineações de direcção NNE-SSW, que cobrem cerca de metade do plutão e que estão localizadas principalmente próximo da base do plutão (zonas de espessura inferior a 1 km, segundo dados gravimétricos), são atribuídas ao fluxo magmático durante a sua instalação. No centro do plutão e no bordo a norte, o estiramento do magma teve no entanto outra direcção, que quase faz um ângulo recto com a direcção anteriormente referida, como registam as lineações magnéticas de direcção WNW-ESE. Considerando, que o GPS que está localizado acima da zona de raiz, foi a última pulsação magmática, as lineações magnéticas WNW-ESE centrais materializam a expansão final da intrusão magmática, segundo aproximadamente a direcção E-W. Refira-se, por último, que as lineações orientadas WNW-ESE estão localizadas nas zonas mais espessas do plutão (zonas de espessura superior a 1km, segundo dados gravimétricos).

A intrusão do GVPA possui uma geometria laminar podendo ser descrita como uma soleira. As suas foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do plutão, o que está de acordo, com a geometria em soleira.

A intrusão do GPS, corresponde à última pulsação magmática que forma o volume principal de todo o plutão e ocorre acima da raiz que, tudo indica, está mais a sul na zona de alimentação. Esta zona central do GPS, exhibe uma estrutura em domo e a direcção de fluxo do

magma é aproximadamente E- W, como registam as suas lineações magnéticas. Este fluxo é atribuído a uma dilatação E- W da intrusão magmática. Ao mesmo tempo, a compressão do magma contra o tecto da intrusão é responsável pela deformação do magma como sugerem as elevadas anisotropias do GPS.

Todos estes factos, sugerem para o GPS, o aspecto de um corpo granítico espesso e profundamente enraizado, cujo magma ascendeu utilizando uma estreita conduta situada na intersecção de dois ramos da falha Régua-Verin.

No plutonito de AF, a susceptibilidade magnética apresenta um valor médio de 80.7×10^{-6} SI. Os valores de anisotropia paramagnética são sempre inferiores a 2% com um valor médio é de 1.6 %. As foliações magnéticas tendem a ser paralelas ao contorno do plutão mas apresentando uma direcção média de E-W e inclinando cerca de 30° para o exterior do plutão. As lineações magnéticas são na sua maioria sub-horizontais e com direcção média em torno de WNW-ESE.

A modelação da anomalia residual gravimétrica de cada um dos plutões mostrou que as respectivas geometrias apresentadas são bastante diferentes (Martins *et al.*, 2009).

A geometria global do plutão de VPA, com a sua extremidade sul laminar, espessura inferior a 1 km em 2/3 da sua área, e a parte central mais espessa, com uma profundidade média de 2 a 3 km e com uma estrutura de domo, sugere a forma de um lacólito. Foi possível distinguir três zonas de alimentação cuja profundidade não ultrapassa os 6 km. Estas zonas de alimentação encontram-se alinhadas ao longo do sistema Penacova-Régua-Verin desenhando um alinhamento em Y.

A modelação dos dados gravimétricos do plutonito de AF mostra uma forma geométrica próxima dos «wedge-shaped plutons» e um profundo enraizamento que atinge cerca de 10 km segundo um alinhamento subparalelo à falha de Penacova-Régua-Verin. A maior depressão localiza-se no centro do plutonito sugerindo a existência de uma conduta profunda de alimentação do magma granítico.

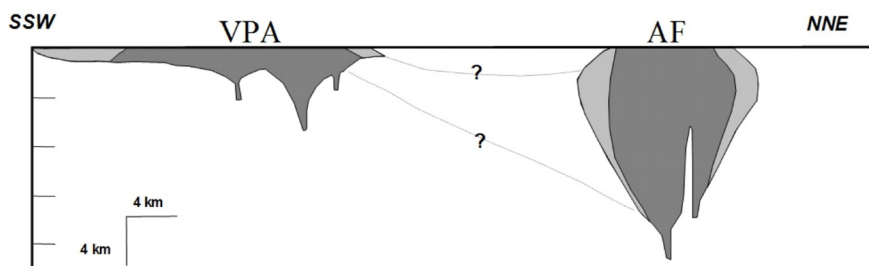


Figura 9. Perfis interpretativos dos dois plutões obtidos com base na inversão de dados gravimétricos e dados de ASM.

A estruturação magmática dos dois plutões é semelhante como indica o «fabric» magnético em torno de direcções NNE-SSW e WNW-ESSE indicando direcções de estiramento magmático compatível com as direcções tardi-variscas. A inversão dos dados gravimétricos indica a presença de zonas de alimentação alinhadas segundo a FPRV. Esta zona de alimentação comum, não implica no entanto, geometrias iguais para os dois plutões, o que mostra que embora alimentados por condutas localizadas ao longo do mesmo acidente, terão aproveitado sectores da falha com características de profundidade/geometria diferentes (Fig.9), o que terá condicionado a maior espessura do plutonito de AF. Aliás é no sector NE da FPRV que se localizam as nascentes termais com temperaturas à superfície da ordem de 78° C o que é indicativo de maior profundidade local da falha.

3.1.3.5. Dados isotópicos

Foi efectuado um estudo geocronológico U-Pb em fracções de zircão e de monazite para os maciços de CB e VM e em fracções de zircão para o plutão de VPA (Martins *et al.*, 1999). No diagrama *concordia* os pontos analíticos do complexo de CB definem uma excelente discórdia inversa (MSWD = 0.15) com uma intercepção inferior a 311 ± 1 Ma e uma idade obtida na monazite praticamente concordante. Esta idade corresponde a uma idade mínima da cristalização (Almeida *et al.*, 1998).

Os dados das fracções de zircão do plutão de VM definem uma boa discórdia normal (MSWD = 0.25) com uma intercepção superior a 311 ± 2 Ma, consistente com a idade de 312 ± 2 Ma obtida pela monazite (Martins *et al.*, 1999).

Os dados U-Pb obtidos em zircões para o plutão pós-tectónico de VPA definem uma discórdia normal (MSWD = 1,28) com uma intercepção superior a 299 ± 3 Ma idade que está bem de acordo com a idade Rb-Sr em rocha total (299 ± 9 Ma) e que pode ser interpretada como a idade de instalação (Martins *et al.*, 2009).

3.1.3.6. Especialização metalogénica

Granitos de duas micas

Os teores obtidos para Li, Sn, W, mostram que os granitos sintectónicos de CB podem ser considerados «especializados» de acordo com a gama de valores proposta por Tischendorf (1977), (Almeida, 1994).

Tendo em consideração que os granitos do complexo pertencem à série alumino-potássica, evoluindo segundo uma tendência sílico-sódica, e que o Sn é um elemento

litófilo, a concentração de Sn nos estádios finais da diferenciação magmática está de acordo com as observações descritas por diversos autores (Derré *et al.*, 1987, Dias, 1987, Stussi, 1989).

Os teores médios de W são relativamente baixos nos três grupos de granito, sendo contudo ligeiramente mais elevados na fácies de grão grosseiro.

Os processos de alteração tardi-magmática e hidrotermal intensificam o desempenho da evolução primária. A albitização exerce um papel importante na concentração do Sn e em menor escala na concentração do Li, ao passo que a moscovitização da plagioclase parece promover a concentração do W.

Quando se comparam as composições dos granitos com os sugeridos por Tischendorf (1977) para granitos especializados verifica-se de imediato que todos os granitos analisados pertencem a este tipo (Quadro I).

Quadro 1. Carácter especializado dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto.

Granitos especializados Tischendorf (1977)		Granitos de duas micas Granitos sintectónicos CB		
		Grão fino	Grão médio	Grão grosseiro
Li	400 ± 200	173 a 220	156 a 276	149 a 250
Sn	30 ± 20	21 a 26	29 a 31	14 a 42
W	7 ± 3	3 a 8	4 a 6	4 a 9

Granitóides biotíticos

Do estudo geoquímico dos granitos que constituem os maciços graníticos de Vieira do Minho e Vila Pouca de Aguiar depreende-se que não se tratam de granitos fortemente diferenciados os quais são normalmente considerados como associados a mineralizações.

No quadro II estão representados os teores de Li, Sn, W dos granitos biotíticos bem como os teores dos mesmos elementos em granitos especializados.

Comparando os valores obtidos nos dois maciços com os sugeridos por Tischendorf (1977) para granitos especializados, verifica-se que os teores naqueles elementos metálicos se afastam dos considerados por aquele autor. Assim, não excluindo o papel destes granitos na metalogenia do Sn e W pensamos não serem eles a principal fonte dos elementos (Almeida *et al.*, 2002).

Quadro 2. Variação dos teores em Li, Sn, W, dos granitos dos maciços de Vieira do Minho (VM) e Vila Pouca de Aguiar (VPA).

Granitos especializados Tischendorf (1977)		Granitos Biotíticos	
		Tarditectónicos VM	Pós-tectónicos VPA
Li	400 ± 200	64 a 138	99 a 195
Sn	30 ± 20	7 a 19	10 a 26
W	7 ± 3	1 a 3	1 a 7

3.2. Mineralizações

A tipologia das mineralizações que ocorrem num e noutro lado da falha é condicionada pela evolução tectonometamórfica. Comparando a zonalidade e as características tectonometamórficas dos dois blocos da falha Régua-Verin, torna-se evidente que o bloco ocidental sofreu uma evolução num nível estrutural mais profundo, implicando gradientes de pressão mais elevados.

3.2.1. Bloco ocidental

No seu extremo e espacialmente associadas com maço pós-tectónico do Gerês ocorrem mineralizações filonianas quartzosas de W-Mo, nomeadamente nas minas da Borralha (Noronha, 1983). Ocorrem também numerosas bolsadas e filões aplitopegmatíticos, contudo estes são estéreis.

Mais para Este e mais concretamente a NE do complexo de CB e a S do maciço da Serra do Barroso, na área de Covas do Barroso, ocorre um importante campo filoniano aplitopegmatítico mineralizado em Sn e Li atravessando as rochas metassedimentares do Paleozóico Inferior, e espacialmente associado com os granitos de duas micas. A mineralização em Sn expressa-se sob a forma de cassiterite nos veios na sua maioria controlados pela estrutura regional, por falhas lineares ou em «échelon», encontrando-se frequentemente deformados por D₃ (Borges *et al.*, 1979, Noronha, 1983). Noronha & Charoy (1991) descreveram pela primeira vez corpos aplitopegmatíticos ricos em Li nesta mesma área.

No sector mais a NW, onde o pico térmico foi intenso, ocorrem numerosas lentículas e filões aplitopegmatíticos e quartzosos, estéreis e mineralizados com Sn, cuja ocorrência foi condicionada pela evolução tectonometamórfica e pela estruturação dos metassedimentos. Os filões quartzosos mais precoces e os aplitopegmatitos estéreis são geralmente subcon-

cordantes com a foliação principal ($S_2//S_0$), com orientação NE-SW e afectados pela fase D_3 varisca (Ramos, 2003). Os filões mineralizados preenchem preferencialmente um sistema de fracturas de tensão resultantes da deformação frágil-dúctil tardi- D_3 , de orientação $N40^\circ$ a $N60^\circ$, subvertical, e ocorrem no contacto entre os metassedimentos e o granito, ou próximo deste.

Os filões aplitopegmatíticos com Sn foram alvo de intensa exploração mineira durante o período da Segunda Grande Guerra. Destacam-se os Coutos Mineiros de Dornelas e o de Bessa. Neste último foram retiradas de 1956 a 1965, 108 T de concentrados de cassiterite com 60 a 75% de SnO_2 e 6 T de concentrados de tantalio-columbite, com 30% de Ta_2O_5 (Teixeira *et al.*, 1974).

3.2.2. Bloco Oriental

No bloco oriental da falha as mineralizações de Sn em aplitopegmatitos têm importância reduzida e assumem grande importância as mineralizações em Au (Noronha & Ramos, 1993). Embora na região, não exista actualmente nenhuma exploração mineira em actividade, já existiram importantes explorações, quer no passado remoto quer em tempos mais próximos, o que atesta a sua importância metalogénica. Houve exploração em Três Minas (cortas romanas), que incidiu sobre metassedimentos silicificados, na Gralheira e em Jales em filões quartzozos. Existem ainda várias ocorrências de índices auríferos em estruturas filonianas da região (Dória, 1999). Todas estas estruturas são intra-metamórficas com excepção de Jales.

4. Conclusões

O essencial das mineralizações de Sn, são sin a tardi D_3 e estão espacialmente associadas a granitos de duas micas sintectónicos que são granitos especializados em Sn. Por isso é de admitir que o essencial do stock metal necessário às concentrações tenha tido origem no magmatismo granítico peraluminoso.

As principais mineralizações de Au são tardias relativamente a D_3 , embora ocorram em estruturas quartzosas que são anteriores ou contemporâneas desta fase. Isto sugere um papel relevante para as fases de deformação frágil, mais tardias, nomeadamente as responsáveis pelos sistemas de fracturação NNE-SSW. Estudos dos fluidos indicam que o essencial da deposição do Au está associada com fluidos tardios, predominantemente aquosos, com baixa salinidade, a $P < 100$ MPa e baixa temperatura ($T < 300$ °C), o que sugere profundidades da ordem dos 2 km.

Os dados relativos a P, se forem considerados como devidos a pressão litostática, indicam que a deposição dos minérios de W, que são no seu essencial pós- D_3 , se deu a uma profundidade máxima de 5 km ao passo que os primeiros sulfuretos (arsenopirite e pirite) dos filões auríferos se formaram a maior profundidade (7 a 8 km) (Fig. 10).

Os granitos biotíticos instalaram-se condicionados pela existência de zonas de fracturação profundas, nomeadamente o cisalhamento Vigo-Amarante-Régua e a falha Penacova-Régua-Verin e correspondem a granitos com origem na crosta inferior, com contribuição mantélica, o que implica tratarem-se de magmas relativamente secos.

Os estudos petrogenéticos e petrofísicos dos granitóides biotíticos revelam que estes subiram relativamente alto na crosta, instalando-se em níveis crustais superiores (6 a 7 Km) implicando gradientes de temperatura, responsáveis pelo metamorfismo de contacto em condições de P e T de 200MPa e 500-600 °C, suficientes para promover a convecção de fluidos quentes. Isto é, estes granitos tiveram papel metalogénico importante ao intervirem como fonte de calor responsáveis pelos circuitos hidrotermais geradores das mineralizações metálicas.

As rochas metassedimentares encaixantes de alguns jazigos, nomeadamente de W, foram metamorfisadas a $300^\circ\text{C} < T < 500^\circ\text{C}$ e P de 300 a 450 MPa o que implica profundidades da ordem dos 16 km. Este metamorfismo regional é ante- D_3 . As mineralizações de W são, no essencial, espacialmente associadas aos granitos pós-tectónicos (pós- D_3). Isto significa

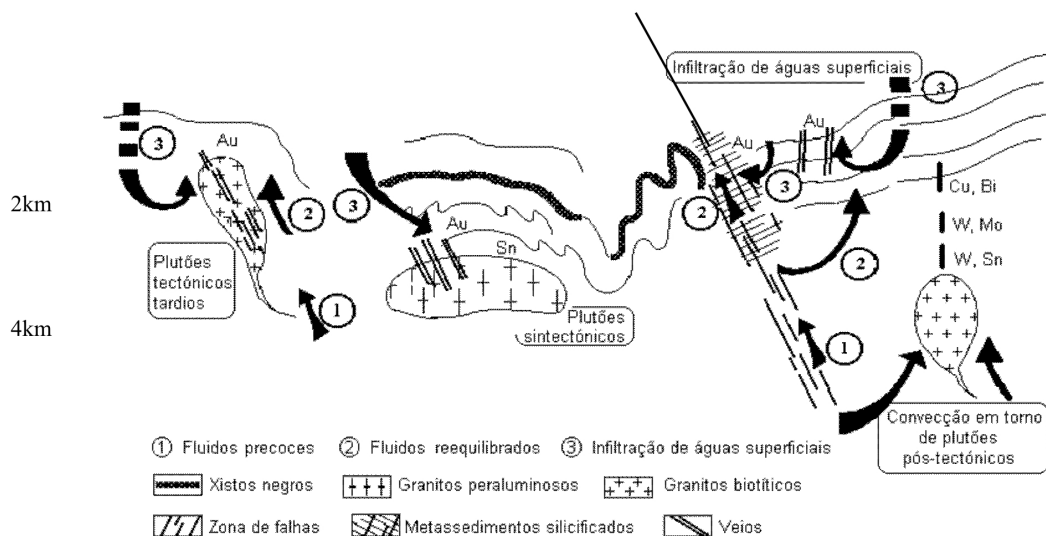


Figura 10. Perfil esquemático para ilustrar o contexto de formação dos diferentes tipos de mineralizações (Noronha *et al.*, 2000, modificado)

que durante os cerca de 70 Ma que separam o metamorfismo regional das mineralizações de tungsténio, cerca de 12 km de rocha foram removidos pela erosão. Tais números são compatíveis com um contexto de tectónica activa com falhas e «uplift».

Os resultados evidenciam que os granitos variscos e em particular, os granitos biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos, devem ser perspectivados como tendo tido um papel diferente do que lhes é habitualmente atribuído na génese das mineralizações, nomeadamente de W e Au. Efectivamente o seu papel como fonte de metais terá sido pouco relevante tendo estes granitos desempenhado um papel importante como fonte de calor imprescindível à génese das concentrações metálicas.

5. Referências

- ÁBALOS, B., CARRERAS, J., DRUGUET, E., VIRUETE, J. E., PUGNAIRE, M. T. G., ALVAREZ, S. L., QUE-SADA, C., FERNÁNDEZ, L. R. R., *Gil-Ibarguchi*, J. I., 2002. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: GIBBONS, W. e MORENO, M. T. (Eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society, London.
- ALMEIDA, A., 1994. *Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogénicas dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto*, Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 305 p.
- ALMEIDA, A., LETERRIER, J., NORONHA, F., BERTRAND, J. M., 1998. *U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal)*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, 779-785.
- ALMEIDA, A., MARTINS, H. C., NORONHA, F., 2002. «Hercynian specialized granites in Northern Portugal». *Gondwana Research (Japan)*, 5, 423-434.
- ANDRADE, M. M., NORONHA, F., 1981. Sobre a ocorrência de «vaugneritos» e de rochas gabróicas na região de Fafe. In: II Congresso Nacional de Geociências. Livro de resumos. Universidade de Coimbra.
- ARENAS, R., CATALÁN, J. R. M., 2003. Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution: Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365, 143-164.
- ARENAS, R., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GIL IBARGUCHI, J., GOZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L., MARTINEZ CATALÁN, J., ORTEGA, E., PABLO MACIA, J., PEINADO, M., RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, L., 1988. Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. In: *Simposio sobre Cinturones Orogénicos*, II Congresso de Geologia de España, Granada, 75-84.
- BAPTISTA, J. C., 1998. Estudo neotectónico da zona de falha Penacova-Régua-Verin. Tese de doutoramento. UTAD, Vila Real. 346 p.
- BOIRON, M. C., CATHELINEAU, M., BANKS, D., YARDLEY, B., NORONHA, F., MILLER, M. F., 1996. P-T-X Conditions of late hercynian fluid penetration of granite-hosted Au-quartz veins in NW Iberia:

- a multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60 (1), 43-57.
- BORGES, F. S., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., 1979. *Ocorrência de filões aplíticos deformados, com mineralização estanífera*. (Nota prévia). *Publ. Museu Labor miner geol. Fac. Ciênc. Porto*, 4.^a ser., 91, 223-229.
- Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000, Folha 6D – Vila Pouca de Aguiar, Serviços Geológicos de Portugal/Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 1998.
- Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000, Folha 2 /Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 2000.
- CARVALHO, D., 1974. Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. *Est. Notas Trab. Serv. Fom. Min.*, 23 (3-4), 91-106.
- CASTRO, A. L., CORRETTGÉ, L. G., DE LA ROSA, J., ENRIQUE, P., MARTÍNEZ, F. J., PASCUAL, E., LAGO, M., ARRANZ, E., GALÉ, C., FERNÁNDEZ, C., DONAIRE, T., LÓPEZ, S., 2002. Palaeozoic Magmatism. In: GIBBONS, W. e MORENO, M. T. (Eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society, London.
- CERNY, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada* 18, 49-67.
- CHAROY, B., NORONHA, F., 1996. Multistage growth of a rare-element volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). *J. Petrol.*, 37 (1), 73-94.
- CHAROY, B., NORONHA, F., LIMA, A. M. C., 2001. Spodumene-Petalite-Eucryptite: mutual relationships and alteration style in pegmatite-aplite dykes from Northern Portugal, *Can. Mineral.*, 30, 639-651.
- DALLMEYER, R. D., MARTINEZ-CATALAN, J. R., ARENAS, R., IBARGUCHI, J. I., GUTIERREZ ALONSO, G., FARIAS, P., BASTIDA, F., ALLER, J., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- DERRÉ, C., 1982. Caractéristiques de la distribution des gisements à étain et tungstène dans l'Ouest de l'Europe. *Miner. Dep.*, 17, 55-77.
- DERRÉ, C., LECOLLE, M., MAUREL-PALACIN, D., NORONHA, F., ROGER, G., 1987. Evolution granitique et minéralisations filoniennes à Sn-W dans le Nord du Portugal. *Chron. Rech. Min.*, 487:63-74.
- DERRÉ, C., LÉCOLLE, M., NORONHA, F., ROGER, G., 1982. Minéralisations a Sn-W liées aux granitoides du nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, 68, 191-211.
- DIAS, G., 1987. Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filoneanas de Sn-W (Minho-Potugal), Tese de Doutoramento, Universidade Minho, 304 p.
- Dias, G., Leterrier, J., 1994. The genesis of felsic-mafic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). *Lithos*, 32, 207-223.
- DIAS, G., LETERRIER, J., MENDES, A., SIMÕES, P., BERTRAND, J. M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of syn- to post-tectonic Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Norther Portugal). *Lithos*, 45, 349-369.

- DÍAS, R., RIBEIRO, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246 (1-3), 113-128.
- DÓRIA, A., 1999. Evolução dos fluidos associados a processos mineralizantes: aplicação à região aurífera de Vila Pouca de Aguiar. 3ª Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 345 p.
- DÓRIA, A., BOIRON, M. C., RIBEIRO, M. A., NORONHA, F., 1999 «P-T-X evolution of the fluids in a context of retrograde metamorphism: the example of VPA Au-district (Northern Portugal)». In: Volkers Luders, Andreas Schmidt-Mumm e Rainer Thomas, (Eds.), ECROFI XV, European Current Research on Fluid Inclusions, Postdam-Germany, 1999, *Abstracts. Terra Nostra*, 86-88.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., LODEIRO, F. G., MARQUINEZ, J., PARRA, L. M. M., CATALÁN, J. R. M., MACIA, J. G. P., FERNANDEZ, L. R. R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central. *Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 1, 411-431.
- FERNÁNDEZ, R. DÍ., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GERDES, A., ABATI, J., ARENAS, R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., 2010. U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18, 385-399.
- FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L., 1987. Granitóides da Zona Centro IBERICA e seu enquadramento geodinamico. In: *Geologia de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico Bea*, et al. (Eds.) *Editorial Rueda*, Madrid (Libro Homenaje a L.C. Garcia de Figuerola), 37-51.
- GOMES, M. E. P., 1990. Contribuição dos encraves no estudo petrogenético dos granitóides de Telões (Vila Pouca de Aguiar). *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 76, 125-140.
- GUEDES, A., NORONHA, F., BOIRON, M. C., BANKS, D. A., 2002. Evolution of fluids associated with metasedimentary sequences from Chaves (North Portugal). *Chemical Geology*, 190, 1-4, 30, 273-289.
- JAQUES, Luis (2008) . Estudo da epissienitização de granitos da «Zona Centro Ibérica. Contribuição para a caracterização dos processos hidrotermais pós magmaticos. Tese de doutoramento FCUP 506.
- JAQUES, L., NORONHA, F., BOBOS, I., 2007. Geochemistry and geothermometry of altered rocks associated with the Gerês granite, northern Portugal. In: «Digging Deeper» C. J. Andrew et al. (Eds.), *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting*, Dublin, Volume 1, 435-438.
- KELLY, W. C., RYE, R. O., 1979. Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Econ. Geol.*, 74, 1721-1822.
- LIMA, A., 2000. Estrutura, mineralogia e génese dos filões aplitopegmatíticos com espodumena na região do Barroso-Alvão (Noret de Portugal). Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
- LIMA, A., CHAROY, B., NORONHA, F., FARINHA, J., 1998. Espodumena-Petalite-Eucryptite em filões aplitopegmatíticos da região Barroso-Alvão. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia* (Lisboa), 1, B-71-B74.

- LIMA, A., FARINHA, J., PIRES, M., VIEGAS, L., CHAROY, B., NORONHA, F., MARTINS, L., 1997. Prospecção de jazidas de lítio na região de Barroso-Alvão. *Actas X Semana de Geoquímica/IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Braga, Portugal, 199-202.
- LIMA, A., VIEIRA, R., MARTINS, T. C., NORONHA, F., CHAROY, B., 2003a. A ocorrência de petalite como fase litinífera dominante em numerosos filões do campo aplitopegmatítico do Barroso-Alvão (Norte de Portugal). *VI Congresso Nacional de Geologia*. Costa da Caparica. Almada, CD-ROM, F52-F55.
- LIMA, A., VIEIRA, R., MARTINS, T., FARINHA, J. A., NORONHA, F., CHAROY, B., 2003b. Os filões aplitopegmatíticos litiníferos da região Barroso-Alvão (Norte de Portugal). *Memórias e Notícias*, n.º 2(Nova Série) Mus. Mineral. Geol., Univ. Coimbra. 169-190.
- LONDON, D., 1984. Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist* 69, 995-1004.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R., DÍAZ GARCIA, F., ABATI, J., 1997. The Variscan accretionary complex of NW Iberia: involved terranes and succession of tectonothermal events. In: C. C. Pires, M. E. Gomes e C. Coke (Eds.) *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Vila Real, 117-122.
- MARTINEZ, F. J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA, M. L., IBARGUCHI, J. I., 1988. Structural and thermal evolution of high-grade areas in the north western parts of the Iberian Massif. *Amer. J. Sci.*, 288, 969-996.
- MARTINS, H. C., 1998. Geoquímica e petrogénese de granitóides biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogénicas. Tese de Doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 288 p.
- MARTINS, H. C. B., NORONHA, F., 2000. Composição e natureza das biotites dos maciços graníticos tardi-hercínios de Vieira do Minho e Vila Pouca de Aguiar (N de Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 87, 35-52.
- MARTINS, H. C. B., ALMEIDA, A., NORONHA, F., LETERRIER, J., 1999. Geocronologia U-Pb em zircão e monazite em granitos hercínios do Norte de Portugal. In: *II Congresso Ibérico de Geoquímica, XI Semana de Geoquímica*, Lisboa, Actas. 1, 77-80.
- MARTINS, H. C. B., SANT'OVAIA, H., NORONHA, F. 2009. Genesis and emplacement of felsic Variscan plutons within a deep crustal lineation, the Penacova-Régua-Verín fault: an integrated geophysics and geochemical study (NW Iberian Peninsula). *Lithos* 111, 142-155.
- MARTINS, T. 2009. Multidisciplinary study of pegmatites and associated Li and Sn-Ta-Ta mineralisation from the Barroso-Alvão region. Tese de doutoramento, Universidade do Porto, 196 p.
- MASSONE, H. J., SCHREYER, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contr. Miner. Petrol.*, 96, 212-224.
- NEIVA, A. M. R., 1987. Geochemistry of white micas from portuguese tin and tungsten deposits. *Chem. Geol.*, 63, 299-317.
- , 1993. Geochemistry of granites and their minerals from Gerez mountain, Northern Portugal. *Chem. Erde*, 53, 227-258.

- NEIVA, A. M. R., DODSON, M. H., REX, D. C., GUISE, P. G., 1995. Radiometric constraints on hydrothermal circulation in cooling granite plutons. The jales gold quartz mineralization, Northern Portugal. *Mineralium Deposita*, 30, 6, 460-468.
- NEIVA, C., 1944. Jazigos Portugueses de Cassiterite e de Volframite. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Tomo XXV. Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos. Lisboa.
- NOGUEIRA, P., 1997. Estudo de paleofluidos mineralizantes (Au, Ag, As) e sua migração. Aplicação a regiões auríferas do Norte de Portugal. Tese de doutoramento, Universidade do Porto.
- NORONHA, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto, Porto, 413 p.
- NORONHA, F., CATHELINÉAU, M., BOIRON, M. C., BANKS, D., DÓRIA, A., RIBEIRO, M. A., NOGUEIRA, P., GUEDES, A., 2000. A three stage fluid flow model for variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, 71(2), 209-224.
- NORONHA, F., CHAROY, B., 1991. Pegmatitos graníticos com elementos raros da região de Barroso (Norte de Portugal). Resumos I Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, US Paulo, 1, 276-279.
- NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., 1993. Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, 18, 133-146.
- NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., REBELO, J. A., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L., 1979. Essai de correlation des phases de deformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. geol. Portg.*, 21, 2/3, 227-237.
- NORONHA, F., RIBEIRO, M. L., 1983. Notícia explicativa da Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000. Folha 6A – Montalegre. *Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, 30 p.
- ORTEGA, L. A., IBARGUCHI, G., 1990. The genesis of late-hercynian granitoids from Galicia (North-western Spain). Inferences from REE studies. *J. Geol.*, 98, 189-211.
- PEREIRA, E., 1987. Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica, Tese de Doutoramento, Univ. de Lisboa, 274 p.
- PRIEM, H. N. A., 1985. Rb-Sr whole rock isochron geochronology of granitoids in central and northern Portugal. Relatório não publicado.
- RAMOS, R., 2003. «Guias de prospecção geológica na região de Chaves: Contributos cartográficos, tectono-estratigráficos e litogeoquímicos». Tese de Mestrado, Univ. Porto.
- RAUMER, J. F., STAMPFTLI, G., 2000. Comparing the Peri-Gondwanan evolution of pre-Variscan Domain. Galicia 2000, *Basement Tectonics*, 15, 18-20.
- RIBEIRO, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Texte, 168 pp.; Cartes hors texte. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa; *Mem. Serv. geol. Portg.*, N. S., 24.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., 1982. Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, 1 (3), 23-31.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., DIAS, R., 1990. Structure in the Iberian Península. In: R. D. Dallmeyer e E. Martinez Garcia (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p. 220-236. Springer-Verlag, Berlin.

- RIBEIRO, M. A., 1998. «Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas». Tese de Doutoramento, Universidade do Porto, 231 p.
- RIBEIRO, M. A., 2000. «Metamorfismo orogénico de sequências pelíticas: o exemplo da região de Vila Pouca de Aguiar». *Geonovas*, 14, 21-26.
- RIBEIRO, M. A., DÓRIA, A., NORONHA, F., 2000a. «Tectono-metamorphic evolution, quartz structures and fluid regime of Vila Pouca de Aguiar». *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, 25, 253-256.
- RIBEIRO, M. A., GUEDES, A., NORONHA, F., 1996. Relações deformação-metamorfismo em diferentes unidades estruturais na região de Vila Pouca de Aguiar. In: *Actas da 2.ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica (GGET)*, Faculdade de Ciências de Lisboa.
- RIBEIRO, M. A., MARTINS, H., ALMEIDA, A., NORONHA, F., 2000b. Notícia Explicativa da folha 6-C, Cabeceiras de Basto. Departamento de Geologia, IGM, Lisboa, 48 p.
- RIBEIRO, M. A., NORONHA, F., 1997. Ensaio de correlação das unidades litoestratigráficas e estruturais definidas na região de Trás-os-Montes Ocidental e sul da Galiza. In: C. Pires, M. E. Gomes e C. Coke (Eds.), *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG* – 376, Vila Real, 203-204.
- RIBEIRO, M. A., NORONHA, F., 2001. «Implicações tectono-estratigráficas do estudo litogeoquímico dos metassedimentos da região de Gralheira – Rio Tinhela (bordo SW da carta 6-D – V. P. Aguiar)». *7.ª Reunião Anual do GGET*, IGM, Alfragide, Amadora, Livro de Resumos. 47-50.
- RIBEIRO, M. A., NORONHA, F., CUNEY, M., 2003. Importância do estudo litogeoquímico na caracterização das unidades tectono-estratigráficas do parautoctone da zona Galiza-Média.Trás-os-Montes. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, n.º esp. V, CD-ROM, B89-B92.
- RIBEIRO, M. A., RAMOS, R., NORONHA, F., 2007. Pegmatite-aplite veins of Barroso-Alvão field. Lithostratigraphy and metamorphism of host rocks. In: LIMA, A. e RODA ROBLES, E. (Eds.), *Granitic Pegmatites: the state of the art*, *Memórias n.º 9, Univ. do Porto*, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, 39-45.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C., BELL, P. M., 1969. Experimental determination of the kyanite-andalusite andandalusite-sillimanite equilibria; the alumina silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, 167, 259-272.
- ROBIE, R. A., HEMINGWAY, B. S., 1984. Entropies of kyanite, andalusite, and sillimanite: additional constraints on the pressure and temperature of the Al₂SiO₅ triple point. *Amer. Mineralog.*, 69, 298-306.
- RODRIGUES, J., 2008. Estrutura do Arco da Serra de Santa Comba – Serra da Garraia. Tese de doutoramento, Univ. de Lisboa, *Departamento de Geologia*, 308 p.
- RODRIGUES, J., COKE, C., DIAS, R., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., 2005. Transition from autochthonous to parautochthonous deformation regimes in Murça-Marão sector (Central-Iberian Zone, northern Portugal). In: (Eds.) CAROSI, R., DIAS, R., IACOPINI, D., e ROSENBAUM, G., *The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 8.

- RODRIGUES, J., RIBEIRO, A., PEREIRA, E., MEIRELES, C., 2003. Organização tectonoestratigráfica do complexo parautóctone do NE de Portugal: uma proposta. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, n.º esp. V, CD-ROM, D77-D79.
- SANT'OVAIA, H., 2000. O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar: estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto, 314 p.
- SANT'OVAIA, H., BOUCHEZ, J. L., NORONHA, F., LEBLANC, D., VIGNERESSE, J. L., 2000. Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences: Earth Sciences*, 91, 123-137.
- SCHERMERHORN, L. J. C., 1981 – Framework and evolution of hercynian mineralization in the Iberian meseta. *Leidse Geol. Med.* 52, 1, 23-56.
- SNEE, L. W.; SUTTER, J. F., KELLY, W. C., 1988 – Thermochronology of economic mineral deposits: dating the stager of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high-precious $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite. *Econ. Geol.*, 83, 335-354.
- STUSSI, J. M., 1989. Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, 1363-1381.
- TEIXEIRA, C., ASSUNÇÃO, C. T., COELHO, A. V. P., 1974. Carta geológica de Portugal à escala 1/50 000, Notícia explicativa da folha 6-B – Chaves, 35 p. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- THADEU, D., 1965. Carta Mineira de Portugal. Notícia explicativa. *Serv. Geol. Portugal*. 46 p.
- , D., 1973. Les gisements stanno wolframitiques du Portugal. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 79 (1), 5-30
- , D., 1977. Hercynian paragenetic units of the Portuguese part of the Hesperic Massif. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, 20, 247-276.
- TISCHENDORF, G., 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In Stempok, M., Burnol, L. e Tischendorf, G, (Eds.), MAWAM, Praha, *Czechoslovakia Geol. Survey*, v.2, 41-96.
- UGIDOS, J. M., 1990. Granites as a paradigm of genetic processes of granitic rocks: I-types vs S-types. In: R. D. Dallmeyer e E. Martínez Garcia (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 189-206. Springer-Verlag, Berlin.